

# Los escarpes yesíferos del río Ebro en el entorno de Zaragoza. Riesgos geológicos, génesis y evolución

Iván LIZAGA VILLUENDAS\*  
Jesús GUERRERO ITURBE\*\*  
Ana María NAVAS IZQUIERDO\*

\* Estación Experimental de Aula Dei (EEAD), Consejo Superior de Investigación Científica (CSIC). Avenida Montañana, 1005, 50059 Zaragoza.

\*\* Departamento de Ciencias de la Tierra, Área de Geodinámica Externa, Universidad de Zaragoza. Edificio de Geológicas. Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza.  
C/electrónico: ilizaga@eead.csic.es

## Introducción

Los escarpes yesíferos de la margen izquierda del río Ebro se encuentran desarrollados sobre la formación yesos de Zaragoza. Estas morfologías siempre han suscitado el interés de los investigadores debido a su variedad de riesgos geológicos como movimientos de ladera y sus grandes abanicos aluviales. Su especial importancia reside en la afección que pueden producir tanto a las personas como a las infraestruc-

turas. La formación de este escarpe se ha producido por la migración del río Ebro, lo que ha condicionado su resalte, verticalidad e inestabilidad.

## Contexto Geológico-Geomorfológico

Los escarpes yesíferos de la margen izquierda del río Ebro se localizan en el sector central de la cuenca cenozoica del Ebro sobre depósitos terciarios evaporíticos y detríticos. Estos depósitos se

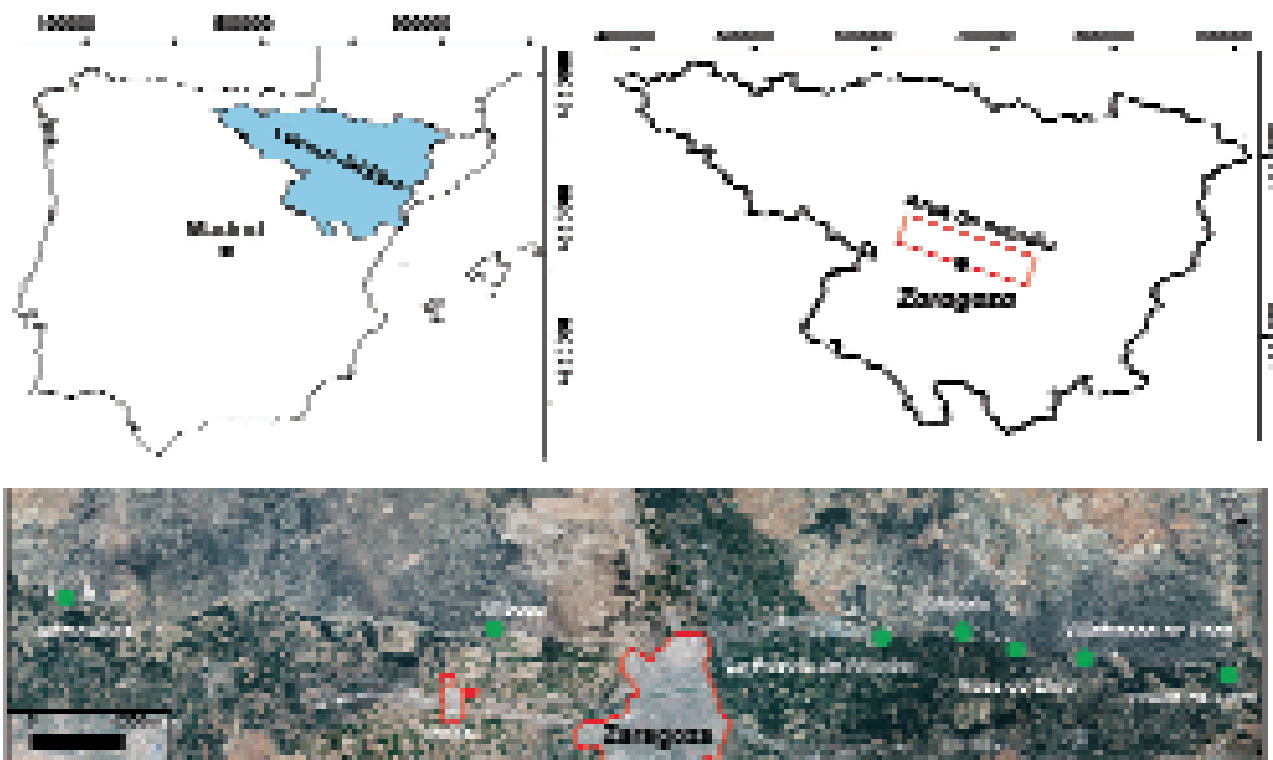


Figura 1. Localización del escarpe yesífero de la margen izquierda del río Ebro y las localidades colindantes.



Figura 2. Escarpe yesífero de la margen izquierda dónde se observan grandes cuerpos deslizados.  
Fotografía: Francisco Gutiérrez.

incluyen principalmente dentro de las formaciones geológicas Zaragoza y Sariñena. La Formación Zaragoza alcanza más de 850 m de espesor, compuesta principalmente por halita, anhidrita y glauberita, y yesos secundarios en superficie. Esta unidad pasa lateralmente a la formación Sariñena, 20 km al sureste de la ciudad de Zaragoza, en la localidad de Nuez de Ebro. La formación Sariñena se compone mayoritariamente de una secuencia de arcillas rojizas con laminación horizontal aflorando en la base del escarpe, las cuales son un factor crítico en la ocurrencia de deslizamientos.

La geomorfología de la zona está claramente marcada por la asimetría del valle del río Ebro. La migración lateral del río Ebro hacia el noreste ha dado lugar a un escarpe que se prolonga durante 60 km desde Remolinos al noroeste de la ciudad de Zaragoza a Osera de Ebro, situada 27 km aguas abajo de la ciudad. Este escarpe puede alcanzar más de 100 m de altura y muestra una morfología rectilínea con una orientación NO-SE siguiendo la fracturación tectónica regional. El escarpe ha experimentado un rápido retroceso, como evidencia la presencia de facetas triangulares y valles colgados (GUTIÉRREZ *et al.*, 1994).

El continuo desgaste en la base del escarpe, provocado por la erosión lateral del río y la escasa resistencia de las evaporitas y arcillas de las formaciones Zaragoza y Sariñena, respectivamente, ha generado laderas altamente inestables y verticalizadas sobre las que se producen caída de bloques, vuelcos y deslizamientos rotacionales que reposan al pie del escarpe junto a abanicos aluviales. Todo esto ocasiona un evidente

riesgo para cualquier infraestructura situada en el radio de afección de estos procesos.

## Riesgos geológicos

### Abanicos aluviales

Se trata de una forma del terreno o accidente geográfico que se desarrolla cuando una corriente de agua que fluye rápidamente entra en una zona más tendida y su velocidad disminuye, extendiéndose su cauce en abanico, en general a la salida de un cañón en una llanura plana. Este tipo de morfologías podemos encontrarlas en toda la zona aguas abajo de Zaragoza. En esta área es dónde el río ya se ha separado del escarpe y no erosiona los materiales procedentes de los cañones, permitiendo la formación de estos

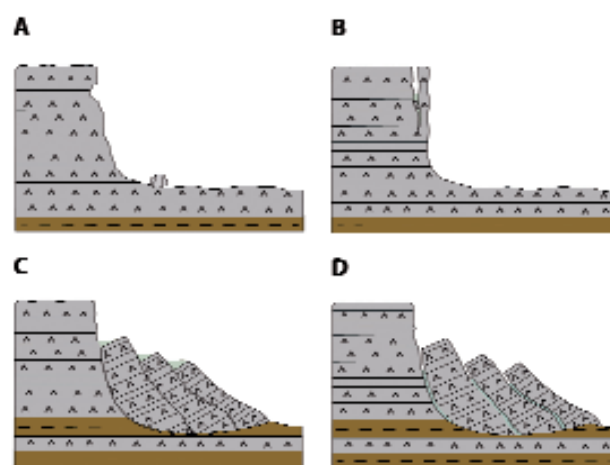


Figura 3. Cortes idealizados de los diferentes movimientos de ladera presentes en la zona de estudio.

grandes abanicos, sobre los cuales se asientan localidades como La Puebla de Alfindén, Alfajarín, Nuez de Ebro o Villafranca de Ebro.

## Movimientos de ladera

### A- Desprendimientos o caída de bloques (*falls*)

El desprendimiento se origina por el despegue de una masa de suelo o roca de una ladera/vertiente con una elevada pendiente, vertical o extraplomada. El movimiento tiene lugar mediante caída libre sin rozamiento con el plano de rotura y posterior rebote o rodadura de la masa desprendida (CRUDEN y VARNES, 1996). Estos movimientos son típicos de todo el escarpe, pero se producen

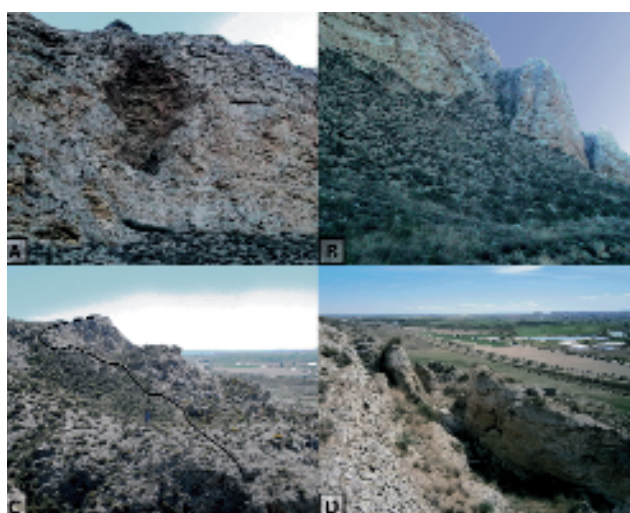


Figura 4. Fotografías de los diferentes movimientos localizados en la zona: A) Cicatriz de bloque caído en escarpe yesífero de la margen izquierda del Ebro. B) Dos grandes bloques de aproximadamente 10 m de altura con un volumen de 3.000 m<sup>3</sup> que están experimentando rotación. C) Sistema de deslizamientos rotacionales en la Formación yesos de Zaragoza. La cicatriz principal aparece delineada en negro. D) Sistema de deslizamientos complejos (*spreading* + deslizamiento rotacional) que dan lugar a depresiones lineales entre los cuerpos desplazados lateralmente.

en mayor medida en áreas donde no predominan los deslizamientos (aguas arriba de Zaragoza)

### B- Vuelcos (*topples*)

Son movimientos de rocas, masas de derrubios o tierra que presentan rotación hacia delante sobre un punto de pivote (CRUDEN y VARNES, 1996). Suelen aparecer en las zonas donde no aflora la formación Sariñena como los bloques o rock falls.

### C- Deslizamientos rotacionales



Figura 5. Signos de actividad en deslizamientos. A) Grietas extensionales de cabecera sin degradar. B) Depresiones cerradas no capturadas por la red de drenaje. C) Relleno de deslizamiento colmatado y afectado por numerosas grietas extensionales asociadas a una reactivación. D) Barranco de incisión lineal seccionado por un plano de deslizamiento.

(*rotational slides, slumps*).

Las masas se deslizan por gravedad ladera abajo a favor de una o más superficies de fractura cóncavas (CRUDEN y VARNES, 1996). La concavidad del plano provoca la rotación de las capas conforme avanzan por el plano de cizalla. Como resultado, se forma una depresión en la cabecera del deslizamiento. Este tipo de movimiento se hace predominante a partir de la localidad de Nuez de Ebro, donde comienza a aflorar la formación Sariñena al igual que los deslizamientos complejos.

### D- Deslizamientos complejos

Son aquellos deslizamientos que se caracterizan por un tipo o estilo de movimiento que combina dos o más de los principales tipos de movimientos



Figura 6. Paleodolina de substrato soluble por colapso (GUTIÉRREZ et al., 2008)



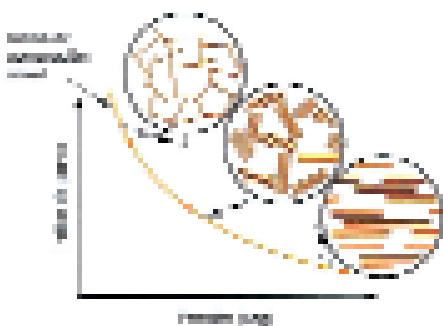


Figura 7. Reordenamiento de las partículas e índice de poros en función de la presión de consolidación (Extraído de Vallejo, 2004).

(caída, deslizamiento, vuelco, desplazamientos laterales o flujo) produciéndose en secuencia. En la zona de estudio encontramos los del tipo deslizamiento rotacional + spreading como resultado de un deslizamiento rotacional, que tiene implícito un desplazamiento lateral debido al flujo plástico o licuefacción del material arcilloso subyacente (CRUDEN y VARNES, 1996).

En lo referente a la actividad de estos movimientos, mientras las caídas de bloques y vuelcos son especialmente activos en la actualidad, la mayoría de los deslizamientos ya han alcanzado su punto de estabilidad y no muestran evidencias de actividad. Únicamente, los situados más próximos a la localidad de Villafranca de Ebro presentan signos de desplazamiento en la actualidad. Las evidencias más significativas de actividad son: (A) grietas y cicatrices frescas, sin erosionar ni cubiertas por vegetación; (B) red de drenaje no jerarquizada con depresiones cerradas con drenaje interno; (C) depresiones de cabecera de deslizamiento colmatadas y actualmente seccionadas por grietas extensionales que evidencian una reactivación; y (D) depósitos de barrancos seccionados.

## Génesis

### Factores condicionantes

La litoestratigrafía de la zona está constituida por dos tipos de materiales con características físicas muy diferentes, las formaciones Zaragoza y Sariñena. La formación Zaragoza, predominante, está compuesta por materiales altamente solubles y, debido a su evolución, con cierta debilidad a la fracturación. Debido a esta elevada solubilidad se

genera otro tipo de proceso geomorfológico característico de rocas solubles, la karstificación. Este proceso juega un papel importante en la disminución de la resistencia mecánica del macizo rocoso como demuestra la presencia de dolinas de más de 10 m de diámetro a diferentes alturas de la masa deslizada (Fig 6). Se trata de dolinas de colapso asociadas a la karstificación intraestratal de las evaporitas (GUTIÉRREZ *et al.*, 2008).

Según GUTIÉRREZ *et al.* (1994) y GUERRERO (2014), la karstificación es un factor decisivo en la pérdida de resistencia mecánica del macizo evaporítico en la zona de estudio. Por otro lado, la karstificación puede dar lugar a la formación de cavidades cuyo colapso generaría el desplazamiento brusco de los materiales suprayacentes (GUTIÉRREZ y LIZAGA, 2016).

Por otro lado, encontramos las arcillas de la formación Sariñena aflorando en la base del escarpe, a partir de la localidad de Nuez de Ebro. La presencia de estas en la zona basal del escarpe es el principal condicionante de la génesis de los deslizamientos y procesos de *spreading*.

El papel crítico de las arcillas con respecto a la formación de deslizamientos reside en su comportamiento frente a los esfuerzos. Estas arcillas han alcanzado lo que se conoce como resistencia residual, debido a la presión ejercida por los más de 600 m de serie miocena que las cubrían. Estas condiciones reológicas se caracterizan por una asociación laminar cara-cara y una microfábrica de tipo laminar u orientada en donde el rozamiento se ve claramente reducido

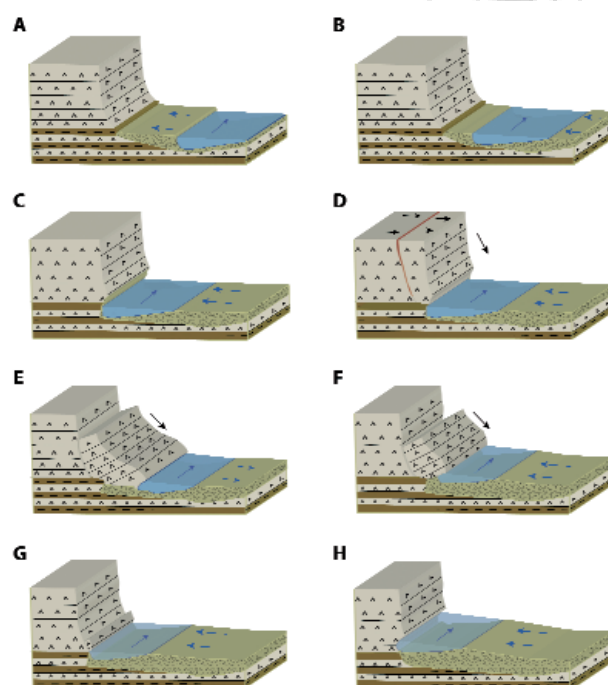


Figura 8. Esquema evolutivo del escarpe yesífero.



Figura 9. Acumulación de bloques (Rock falls) producidos por el descalce erosivo del río Ebro cerca de la localidad de Alagón. Fotografía: Francisco Gutiérrez.

facilitando la formación de planos de rotura y el movimiento de la masa deslizada a través de ellos (Fig 7).

La topografía es importante, debido a la reducción proporcional del vector rozamiento con el incremento de la pendiente, otorgando mayor importancia al vector gravedad. Así, cuanto mayor sea la pendiente de la ladera, mayores serán las probabilidades de generarse un movimiento de ladera.

La estructura es un factor esencial en la génesis de todos los movimientos de ladera descritos. La familia de diaclasas NO-SE es, sin duda, la que mayor influye en el desarrollo y evolución del escarpe de yesos como demuestra: (1) la orientación NO-SE del escarpe de yesos y el eje y cicatrices de los cuerpos; (2) grietas de extensión a favor de dicha familia de diaclasas; y (3) la presencia de grietas y depresiones alar-

gadas a lo largo de la dirección NO-SE. Por otro lado, muchos de los planos de diaclasas se muestran abiertos como consecuencia de un importante desconfinamiento. Suponiendo que la densidad del sustrato es de  $2 \text{ gr/cm}^3$  y la serie Miocena erosionada de 600 m, se obtiene una reducción de la presión de  $120 \text{ kg/cm}^2$  con la consiguiente recuperación de volumen asociado a la deformación elástica de los materiales (GUERRERO, 2014).

## Factores desencadenantes

El factor desencadenante más representativo es el descalce por erosión fluvial del pie del escarpe que disminuye el soporte basal de la ladera y aumenta la pendiente del escarpe, favoreciendo la formación de planos de rotura y la inestabilidad de la ladera.

Las precipitaciones representan el segundo factor desencadenante. El agua de infiltración procedente de la lluvia es una variable fundamental en el equilibrio de tensiones de la ladera, dado que aumenta la presión intersticial y disminuye la presión efectiva (componente vertical del peso). Este efecto conlleva una reducción significativa del rozamiento. Además, el agua infiltrada a favor del diaclasado y planos de rotura alcanza finalmente el nivel arcilloso basal, el cual puede aumentar su nivel de humedad hasta alcanzar su límite plástico y fluir favoreciendo los procesos de spreading (GUERRERO, 2014).

## Ciclo evolutivo de la formación de los deslizamientos

A continuación, podemos observar gráficamente el esquema evolutivo de la formación de estos deslizamientos y su génesis cíclica desde las etapas previas a su desarrollo hasta el comienzo del siguiente ciclo de desplazamiento.

La figura 9 nos muestra de A, a H, el desarrollo de la formación de un deslizamiento rotacional desde el principio de un ciclo de desplazamiento hasta el inicio del siguiente. Podemos ver cómo a diferencia de los esquemas de



Figura 10. Bloque (rock fall) caído del escarpe sobre una vivienda en las proximidades de Juslibol. Fotografía: Francisco Gutiérrez.

vuelco (topless) y caídas de bloque (*rockfall*), las arcillas afloran en la parte basal del escarpe.

El ciclo comienza con la migración del cauce fluvial activo en dirección al escarpe (A y B). El cauce activo comienza a erosionar y eliminar el material del pie del escarpe en un proceso continuo que va generando la inestabilidad de la pared escarpada por pérdida del punto de apoyo (C).

La socavación continuada de la base del escarpe lleva finalmente a la inestabilidad de la ladera, la generación de un plano de rotura sub-circular enraizado en las arcillas basales y al desarrollo de un deslizamiento rotacional (D). El movimiento viene acompañado del desarrollo de numerosas grietas de cabecera a favor de las cuales se produce un proceso de karstificación cicloprogresivo. La lluvia se infiltra por éstas, karstificando la superficie principal de rotura y reduciendo en gran manera su rozamiento. Esto provoca un aumento del número, profundidad y tamaño de las grietas favoreciendo una mayor infiltración y karstificación. El cuerpo deslizado es posteriormente erosionado por el río, iniciándose de nuevo el ciclo (F, G y H) (Fig 9).

Este ciclo continuará hasta que el canal activo migre en la dirección contraria al escarpe. No obstante, generalmente existe un retardo entre la socavación fluvial del escarpe y la generación del movimiento. En consecuencia, los movimientos de ladera pueden formarse aun cuando el río se encuentra muy alejado del escarpe.

## Riesgos para la sociedad

La mayoría de los fenómenos naturales no suponen un riesgo por sí solos, el riesgo se crea cuando existen personas o infraestructuras antrópicas en el área de afección de éstos (SELBY, 1993).

Analizándolos desde el punto de vista económico, los abanicos y movimientos de ladera generan dos tipos de costes: (1) los costes directos como son la reparación, reemplazo y mantenimiento de los daños provocados a las infraestructuras (Fig 10) y (2) los costes indirectos como podrían ser la reducción del valor catastral de las zonas cercanas y de la calidad de la tierra, la obturación de cauces, las medidas de mitigación necesarias, así como posibles procesos desencadenados por estos (inundaciones, materiales sueltos incrementando el riesgo de flujos, etc.). Desde el punto de vista humanitario, el coste directo contabilizaría el número de personas afectadas, mortales o no y los costes indirectos abarcarían a daños de tipo psicológico tanto de

personas afectadas directamente o indirectamente por el movimiento de ladera.

Estos procesos geodinámicos son unos de los causantes de mayores pérdidas económicas en la sociedad actual y ocasionalmente pueden conllevar pérdidas humanas. Según AYALA-CARCEDO (2002), los movimientos de ladera son el tercer riesgo natural en número de víctimas mortales detrás de las inundaciones y terremotos.

## Referencias bibliográficas

- AYALA-CARCEDO, F.J. 2002: *Análisis de riesgos por movimientos de ladera*. En: Ayala-Carcedo, F.J. y Olcina, J. (eds.) Riesgos Naturales. Editorial Ariel. Barcelona, 379-407.
- CRUDEN, D.M. Y VARNES, D.J. 1996. *Landslide types and processes*. In: Turner, A.K., Schuster, R.L. (Eds.), *Landslides: Investigation and Mitigation*. National Academy Press Washington DC, USA. 36-75.
- GUERRERO, J. 2014. Gypsum scarps and asymmetric fluvial valleys in evaporitic terrains. The role of river migration, landslides, karstification and lithology (Ebro River, NE Spain). *Geomorphology*. DOI: 10.1016/j.geomorph.2014.03.010
- GUTIÉRREZ, F., ARAUZO, T., DESIR, G. 1994. Deslizamientos en el escarpe de Alfajarín (Zaragoza). *Cuaternario y Geomorfología*. **8**, 57-68.
- GUTIÉRREZ, F., GUERRERO, J. y LUCHA, P. 2008. A genetic classification of sinkholes based on the analysis of evaporate paleokarst exposures in Spain. *Environmental Geology*. **53**, 993-1006. DOI: 10.1007/s00254-007-0727-5
- GUTIÉRREZ, F. & LIZAGA, I. (2016): Sinkholes, collapse structures and large landslides in an active salt dome submerged by a reservoir: The unique case of the Ambal ridge in the Karun River, Zagros Mountains, Iran. *Geomorphology* **254**, 88-103. DOI:10.1016/j.geomorph.2015.11.020
- SELBY, M.J. (1993): *Hillslope materials and processes*. Oxford University Press. Oxford, 451.
- VALLEJO, L.I.; FERRER, M., ORTUÑA, L., y OTEO, O., (2004): *Ingeniería Geológica*. Pearson Prentice Hall. Madrid. 74-105

